

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	37—52 6 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee

(Geophysikalische Methoden, Ursachen der Übertiefung und Fazies der Talsedimente)

KURT BADER *)

Glacial overdeepening, glacial valley, Upper Pleistocene (Würmian), drainage patterns (Saalach), longitudinal profile, clastic sediment, refraction seismics, geoelectrical sounding, index map.
Bavarian Alps (Chiemgau Alps, Berchtesgaden Alps) TK 8242, 8243, 8342, 8343, 8344, 8442, 8443, 8444

Kurzfassung: Durch die Kombination der beiden geophysikalischen Methoden, Refraktionsseismik (Anregung durch Kleinsprengungen) und geoelektrischer Tiefensondierung ist es möglich, Form und Füllung glazialer Eintiefungen zu erkunden. Insbesondere kann mit Hilfe der seismischen Geschwindigkeiten die quartäre Füllung in einen nicht eisvorbelasteten und eisvorbelasteten Teil gegliedert werden und damit das Ausmaß des würmeiszeitlichen glazialen Tiefenschurfes dem der vorangegangenen Eiszeiten gegenübergestellt werden. Es zeigt sich erneut, daß sich die Würm-Gletscher meist nur in die Lockersedimente der Täler eintieften, im Gegensatz zu den Gletschern älterer Eiszeiten, die Übertiefungen bis zu 200 m in den Felsuntergrund schufen.

Der Vorgang der Übertiefung wird auf drei Wirkungsgrößen zurückgeführt, die in Abhängigkeit voneinander das Ausmaß des Gesteinsabtrages am Talboden bestimmen:

- a) Die Eismächtigkeit, durch den Übertiefungsvorgang eine sich selbst verstärkende Wirkungsgröße;
- b) die lokale Kriechgeschwindigkeit der Gletscher am Talboden, die stark von der Form und dem Verlauf der Täler abhängt, d. h. in Engstellen und Krümmungen der Täler sehr klein werden kann, und
- c) die Gesteinhärte, die z. B. bei gleicher Schurfarbeit zu unterschiedlichen Gesteinsabtragungen führen kann.

Den pleistozänen Eismächtigkeiten entsprechend wurde die größte glaziale Übertiefung im Königssee - Obersee - Becken mit etwa 200 m gefunden. Jeweils kleinere Übertiefungsbeträge weisen die folgenden Becken auf: Saalachtal vor Bad Reichenhall, Klausbachtal, Wimbachgries, und mit Übertiefungen < 100 m die Becken von Bad Reichenhall, Hallthurm, Piding, Weißbachtal, Inzell.

[The Glacial Overdeepenings in the Area of the Saalach Glacier between Inzell and Königssee

(Geophysical Methods, Reasons of the Overdeepening and Facies of the Valley Sediments)]

Abstract: By combining the two geophysical methods, refraction seismic (with small explosions) and geoelectrical sounding, shape and fill of glacial eroded valleys can be researched. Especially with the help of the seismic velocities the quaternary fill can be divided in glacial consolidated and not consolidated sediments, and thereby the scale of the Würm glacial depth erosion be compared with that of the preceding ice ages. Again it is stated, that the Würm glaciers mostly eroded only in the valley fills in contrast to glaciers of older ice ages exarating overdeepenings until 200 m into the bedrock.

The phenomenon of glacial overdeepening is referred to three action quantities determining the scale of erosion on the valley floor:

- a) the thickness of ice, a action quantity increasing by itself in the case of overdeepening,

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. Bader, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

- b) the local creep velocity of the glacier on the valley floor, a action quantity depending heavily on the profile and course of the valleys, i.e. to become very small in narrow and curving parts of the valleys, and
- c) the rock hardness, leading for instance to different rock erosion by the same exaration work.

According to the pleistocene thicknesses of ice the greatest glacial overdeepening with ca. 200 m was found in the Königssee-Obersee basin. Smaller overdeepening values have the following basins respectively: Saalach valley before Bad Reichenhall, Klausbach valley, Wimbachgries, and with overdeepening < 100 m the basins of Bad Reichenhall, Hallthurm, Piding, Weißbach valley, Inzell.

Inhaltsverzeichnis

- 0. Einleitung
- 1. Das Erkundungspotential refraktionsseismischer Messungen kombiniert mit geoelektrischen Tiefensondierungen
 - 1.1. Meßmethodik
 - 1.1.1. Refraktionsseismik
 - 1.1.2. Geoelektrische Tiefensondierung
 - 1.2. Zuordnung der quartären Lockergesteine zu Geschwindigkeit und Widerstand
 - 1.3. Durch den Schichtaufbau bedingte Schwierigkeiten bei der Auswertung der refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen
- 2. Die untersuchten Quartärvorkommen
 - 2.1. Das Weißbachtal und das Inzeller Becken
 - 2.2. Das Saalachtal und das Bad Reichenhaller und Pidingen Becken
 - 2.3. Hallthurm bis Winkl
 - 2.4. Das Tal der Ramsauer Ache
 - 2.5. Das Klausbachtal
 - 2.6. Das Wimbachtal
 - 2.7. Das Königssee-Obersee-Becken
- 3. Glaziologische Folgerungen
 - 3.1. Schurfarbeit der Würm-Gletscher
 - 3.2. Ursachen der glazialen Übertiefungen im Felstalboden
- 4. Schriftenverzeichnis

0. Einleitung

Im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme und für hydrogeologische Zwecke wurden im Bereich der pleistozänen Vereisungen in Südbayern in den letzten 5 Jahren umfangreiche geophysikalische Messungen über quartären Ablagerungen größerer Mächtigkeit — alpine Talräume und Schotterfelder — durchgeführt. Im Gebiet zwischen Inzell und dem Königssee wurden dabei allein über 50 refraktionsseismische Meßpunkte und etwa 70 geoelektrische Tiefensondierungen vorwiegend vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München, bei Inzell und bei Bad Reichenhall auch vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, vermessen.

1. Das Erkundungspotential refraktionsseismischer Messungen kombiniert mit geoelektrischen Tiefensondierungen

Die Quartärfüllungen der glazialen Eintiefungen im Alpenraum zwischen Inzell und Königssee sind durch die wenigen Bohrungen praktisch nicht erschlossen. Nur im Reichenhaller Becken sind durch mehrere Solebohrungen Mächtigkeit und Ausbildung des Quartärs bis zur Felssohle bekannt. Zur Erkundung der übrigen Quartärfüllungen wurden geophysikalische Aufschlußmethoden angewendet. Sie liefern die seismischen Geschwindig-

keiten und spezifischen elektrischen Widerstände im Untergrund. Für die geologische Interpretation dieser geophysikalischen Daten steht aber nur im Reichenhaller Becken ein ausreichend tiefes und geologisch bearbeitetes Bohrprofil zum Vergleich zur Verfügung; es muß deshalb auf die Untersuchungsergebnisse weiter westlich gelegener Gebiete mit geologisch vergleichbarer Situation zurückgegriffen werden.

1.1. Meßmethodik

Den erwarteten Quartärmächtigkeiten entsprechend wurden beide geophysikalischen Methoden für eine Erkundungstiefe von mehreren 100 m ausgelegt. Die Unterbringung der Meßgeräte für beide Methoden, der Refraktionsseismik und der geoelektrischen Tiefensondierung, in einem Meßwagen (Kleinbus) erweist sich als besonders zweckmäßig. So konnten im z. T. schwierig anzufahrenden Gelände beide Messungen am gleichen Meßpunkt und damit mit geringerem Arbeitsaufwand ausgeführt werden (Abb. 1).

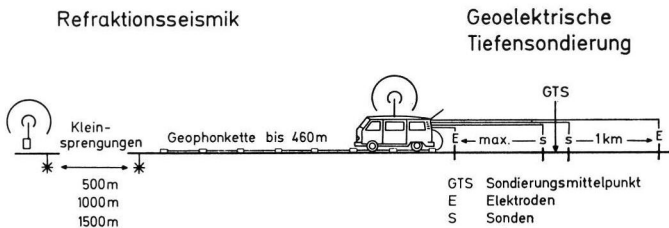


Abb. 1: Skizze der Meßverfahren der Refraktionsseismik und der geoelektrischen Tiefensondierung im Bayerischen Geologischen Landesamt, München.

1.1.1. Refraktionsseismik

Für Erkundungstiefen von mehreren 100 m sind bei einem Geschwindigkeitskontrast von 1 : 2, wie er in Quartärbecken im Kalkalpin häufig vorkommt, seismische Meßstrecken von 1—1,5 km Länge erforderlich. Zur Anregung seismischer Wellen mit ausreichender Amplitude werden Kleinsprengungen verwendet, wobei je nach Größe der Bodenunruhe (Verkehr, Wind) und Störungen durch elektromagnetische Einstreuung aus Starkstrom-führenden Leitungen (50 Hz von Überlandleitungen, $16\frac{2}{3}$ Hz von elektrifizierten Bahnlinien) 50—500 g Sprengstoff in 1 m tiefen Schlagbohrungen gezündet werden. Bringt man maximal 100 g Sprengstoff in 1 m Tiefe unter, so entsteht bei der Sprengung noch kein Ausbruch nach oben und es wird (bei maximaler Erzeugung von seismischer Energie) noch jeglicher Flurschaden vermieden. Die zum Herstellen der Löcher und zur Sprengung benötigten Geräte werden überdies noch vom Sprengberechtigten selbst über die Länge der Meßstrecke getragen, so daß die Messungen von nur zwei Mann ausgeführt werden können.

Das Auflösungsvermögen der refraktionsseismischen Methode hängt vom Abstand der seismischen Aufnehmer (Geophone) auf der Meßstrecke ab. Für den vorliegenden Zweck einer Übersichtsvermessung hat sich ein Geophonabstand von 20 m bewährt; er bringt bei hohem Geschwindigkeitskontrast, wie er meist in den oberflächennahen Schichten vorhanden ist, ein Auflösungsvermögen von 5—10 m und bei geringem Geschwindigkeitskontrast (in tieferen Teilen der Quartärfüllung) ein solches von 10—50 m.

Um die Zahl der Geophone und seismischen Kabel noch handlich zu halten, wurde eine Geophonkette von maximal 460 m Länge, bestückt mit 24 Geophonen, gewählt.

Diese Geophonkette kann von 2 Mann noch in einem Arbeitsgang ausgelegt werden. Um die notwendige Meßstrecke von 1—1,5 km zu erreichen, muß dann in z. B. 20 m, 500 m und 1000 m Entfernung zu beiden Seiten vom Geophonkettenende gesprengt werden. Die von den einzelnen Sprengungen erhaltenen Laufzeiten der 24 Geophone ergeben im Laufzeitdiagramm übereinanderliegende Laufzeitkurven-Äste, die zur Auswertung gedanklich nebeneinander gelegt werden. Diese Art der Messung und Auftragung der Meßergebnisse läßt Oberflächeneffekte aus z. B. nicht ebenem Gelände und lateralen Geschwindigkeits- und Mächtigkeitsänderungen der oberflächennahen Schichten gut erkennen und schaltet damit auf diesen Oberflächeneffekten beruhende Mehrdeutigkeit im Schichtaufbau weitgehend aus. Die seismischen Signale der Geophone werden mit einer 24 Spur-Apparatur (Hoch-, Tiefpaß- und 50 Hz-Filter) von einem Lichtstrahl-oscillographen als Schwingungszüge aufgezeichnet, die eine Korrelation der gesuchten Wellen über alle 24 Spuren und damit eine Laufzeitmessung auch noch bei ungünstigem Signal-/Störungsverhältnis erlauben. Die Auswertung erfolgte während und unmittelbar nach dem Ende der Messung mit einem Magnetkarten-Taschenrechner, so daß über eine Steuerung der notwendigen Meßstreckenlänge der Meßaufwand möglichst gering gehalten wird.

1.1.2. Geoelektrische Tiefensondierung

Für Erkundungstiefen von mehreren 100 m reicht bei Kenntnis der Felstiefe aus refraktionsseismischen Messungen eine Meßstrecke von 1000 m aus. Die vom Sondierungsmittelpunkt nach beiden Seiten auszubringenden Kabel für die stromführenden Elektroden können über eine Strecke von 500 m Länge meist noch gut gezogen werden. An der Erdoberfläche wird an zwei Punkten symmetrisch zum Sondierungs(mittel)punkt der Spannungsabfall über die Sondenentfernung gemessen. Um das Stromfeld im Bereich der Sonden dabei nicht zu stören, muß der Spannungsabfall sehr hochohmig gemessen werden. Bei Anwendung der Schlumberger-Anordnung bleiben die Sonden in der Nähe des Sondierungs(mittel)punktes (z. B. in 0,5—5 m Entfernung), so daß für die Messung 3 Mann genügen. Die Schlumberger-Anordnung bringt zudem noch Vorteile in Bezug auf die Erkundungstiefe und die Auswertung. Die Sondierungskurven werden auf doppelt-logarithmischem Papier aufgetragen. Hieraus ist bereits das nach unten logarithmisch abnehmende Auflösungsvermögen der Methode zu erkennen. Die Auswertung erfolgt durch Vergleich der Meßkurven mit 2- und 3-Schicht-Modellkurven, die mittels Hilfsverfahren für mehrschichtige Fälle aneinandergefügt werden, und kann in besonders gelagerten Fällen durch Berechnung mehrschichtiger Modellkurven mit einem programmierbaren Taschenrechner überprüft werden.

1.2. Zuordnung der quartären Lockergesteine zu Geschwindigkeiten und Widerstand

Durch die Ermittlung von seismischer Geschwindigkeit und spezifischem elektrischem Widerstand in der gleichen Schicht kann die prinzipielle Mehrdeutigkeit der geophysikalischen Parameter erheblich eingeschränkt werden. Wie aus Abb. 2 hervorgeht, sind durch den spezifischen Widerstand insbesondere Seeton, Kies im Grundwasser bzw. Moräne und Kies über dem Grundwasser unterscheidbar, während durch die Geschwindigkeit eine Alterstrennung in post- bis spätglaziale, nicht eisbelastete Sedimente und in würmglaziale und ältere, eisbelastete Sedimente ermöglicht wird.

Der spezifische Widerstand wird in erster Linie durch den Schluff- und Porenwassergehalt der Lockergesteine bestimmt (DEPPERMAN et al. 1961; FLATHE &

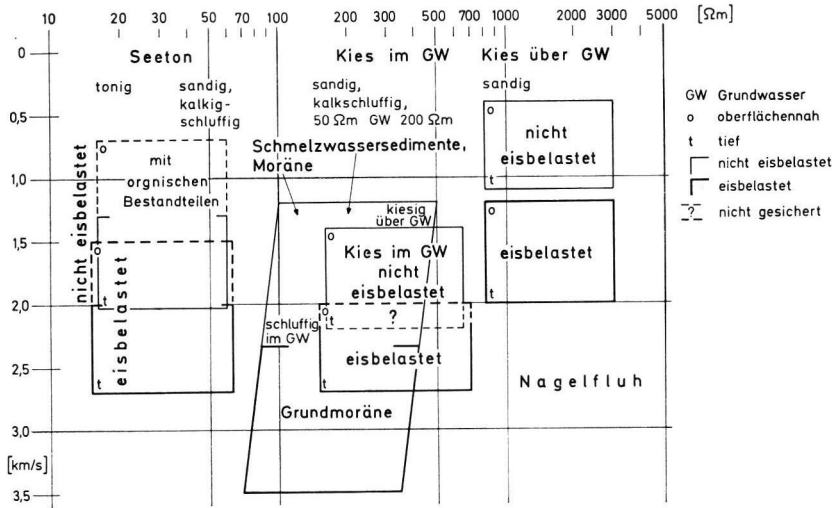


Abb. 2: Zuordnung von Fazies und Alter (nicht eisvorbelastet/eisvorbelastet) der quartären Lockergesteine im Diagramm aus seismischer Geschwindigkeit (km/s) und spezifischem elektrischen Widerstand (Ω m).

HOMILIUS 1973). Im Bereich der Alpen ist zu beachten, daß das Grundwasser wegen der geringen Ionengehalte eine geringe Leitfähigkeit besitzen kann und damit wassergefüllte Schotter ungewohnt hohe spezifische Widerstände bis 600 Ωm erreichen können. Widerstandserhöhend wirkt auch die Ausbildung der Schluffkomponente als Kalkschluff, so daß für kalkschluffige Kiese und harte Seekreidebänke, die die Wasserwegsamkeit erheblich herabsetzen, bis 600 Ωm gemessen werden. Als Vergleichsbeispiel hierzu sei der Wert von 250 Ωm für gut durchlässige Schotter im Alpenvorland angeführt. Den Übergang zwischen Seeton und Schotter (schluffige Kiese und Wechsellagerung von Schluff und Kies) stellen die Schmelzwassersedimente dar.

Die Geschwindigkeit hängt in erster Linie von der Wassersättigung der Lockergesteine ab, dann von deren Konsolidierung durch Alter, Vorbelastung durch pleistozäne Eismassen und durch die Auflast und schließlich vom Auflastdruck. Alle diese Effekte führen zu der erwünschten gleichsinnig (monoton) nach unten zunehmenden Geschwindigkeit. Allerdings führen auch Zementierungen (Nagelfluhbildung) und Durchbewegung unter Druck (Grundmoräne) zu Geschwindigkeitserhöhungen, die dann die monotone Geschwindigkeitszunahme nach unten zerstören.

Von besonderem Interesse ist hierbei die Geschwindigkeitserhöhung durch die Vorbelastung durch pleistozäne Eismassen. Aus der Gesamtheit der refraktionsseismischen Messungen im Quartär der Bayerischen Alpen und des Vorlandes ergeben sich durch Vergleich von Bohr- und Aufschlußprofilen mit Grundmoränen, die eine Einstufung der darüber bzw. darunter liegenden Sedimente als post- bis spätglazial bzw. als älter und damit als eisbelastet erlauben, die in Abb. 2 dargestellte Abgrenzung der Geschwindigkeitsbereiche für die einzelnen Lockergesteine (BADER 1979). Überschneidungen der Geschwindigkeitsbereiche für nicht eisbelastetes und eisbelastetes Quartär sind durch organische Bestandteile im Seeton (Geschwindigkeitserniedrigung vermutlich durch Aufhebung der Wassersättigung infolge Gasbildung) und durch Verfestigung im Kies (Geschwindigkeitserhöhung durch absätzig Nagelfluhbildung) vorhanden.

Im Untersuchungsgebiet selbst gibt es nur wenige Möglichkeiten, die genannten Beziehungen zu belegen. So wurde im Reichenhaller Becken (Abb. 4b) eine bis 100 m mächtige Sedimentfolge (Schotter, Sand, Seeton auf Grundmoräne aufliegend), die nach EXLER¹⁾ als post- bis spätglazial einzustufen ist, gefunden. Hier durchgeführte refraktionsseismische Messungen ergaben 1,7—2,0 km/s für die wassererfüllten Schotter und wegen der großen Bodenunruhe (Messungen am Stadtrand von Bad Reichenhall) eine nur ungenau bestimmte Geschwindigkeit von 2,0 km/s \pm 0,2 für den Seeton. Dieser Wert liegt an der oberen Grenze der aus der Gesamtheit der Messungen in den Alpen und im Alpenvorland gewonnenen Geschwindigkeitsbereiche für nicht eisbelastete, wassergesättigte Sedimente. Südlich Ramsau, am Nordhang des Hochkalter, sind Riß-Würm-interglaziale oder ältere Schotter in größerer Verbreitung aufgeschlossen (GANSS 1978). Hier wurden für die nach der Seismik bis 150 m mächtigen und nach ihrer Lage sicher wasserfreien Schotter Geschwindigkeiten von 1,6—2,0 km/s (nach der Tiefe zunehmend) gemessen, die gut in den entsprechenden Geschwindigkeitsbereich der Abb. 2 passen.

1.3. Durch den Schichtaufbau bedingte Schwierigkeiten bei der Auswertung der refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen

Schichten höherer Geschwindigkeiten im Quartär, auch wenn sie nur geringmächtig im Vergleich zum Liegenden sind (z. B. Grundmoräne über Schotter und Seeton, verfestigte Lagen im Schotter) verhindern die Messung von Wellen aus dem liegenden Bereich mit niedrigerer Geschwindigkeit. Die Gesamtmächtigkeit des Quartärs kann dann zwar noch gut bestimmt werden, da der Felsuntergrund meist höhere Geschwindigkeit besitzt und die dort refraktierte Welle energiereich ist; für den Bereich zwischen der Schicht mit der höheren Geschwindigkeit und dem Felsuntergrund muß aber eine mittlere Geschwindigkeit abgeschätzt werden.

Bei geringen Geschwindigkeitskontrasten werden geringmächtigere Schichten und im tieferen Teil der Quartärfüllung auch Schichten beträchtlicher Mächtigkeit oft nicht erkannt (Problem der überschossenen Schicht, DEPPERMAN et al. 1961: 696). Dies führt zwar zu keinen großen Fehlern in der Berechnung der Felstiefe, aber der Aussagewert der seismischen Messung bezüglich des Schichtaufbaus des Quartärs ist doch gemindert. Wird mit der seismischen Methode die Felstiefe zu klein im Vergleich zur erbohrten Felstiefe bestimmt, so ist meist eine überschossene Schicht mit etwas höherer Geschwindigkeit als das Hangende die Ursache.

Große Kontraste im spezifischen Widerstand bei aufeinanderfolgenden Schichten behindern die Ermittlung der wahren Schichtwiderstände und deren Mächtigkeiten (FLATHE & HOMILIUS 1973: 242), z. B. wasserfreie Schotter über wassererfüllten Schottern (Kenntnis des Grundwasserspiegels bringt meist eine erhebliche Verbesserung in der Auswertung) oder ermöglichen den Nachweis tiefliegender Schichten, z. B. wasserfreie Schotter unter mächtiger Grundmoräne.

Bei Wechsellagerung von hoch- und niederohmigen Schichten, deren Teufenabstand unter dem Auflösungsvermögen der geoelektrischen Tiefensondierung liegt (siehe Kap. 1.1.2.), werden Mischwiderstände im Quartär ermittelt, die zudem noch eine zu große Felstiefe vortäuschen.

Stark geneigte Grenzflächen in Richtung der Meßstrecken führen bei beiden geophysikalischen Methoden zu Unsicherheiten in der Auswertung. In den stark eingetieften Tälern werden die Messungen deshalb bevorzugt in Talmitte mit der Meßstrecke in Talrichtung vorgenommen.

¹⁾ Reg.-Direktor Dr. EXLER, Bayerisches Geologisches Landesamt, freundliche mündliche Mitteilung.

2. Die untersuchten Quartärvorkommen

Nach der Geologischen Karte von Bayern 1 : 100 000 Nr. 667 Bad Reichenhall (GANSS 1978) wurden die größeren Quartärvorkommen im Talbereich, bei Ramsau auch am Talhang, ausgewählt und mit refraktionsseismischen Messungen und geoelektrischen Tiefensondierungen untersucht (Abb. 3). Soweit die Quartärmächtigkeiten ≥ 100 m betragen, sind sie näher beschrieben. Insbesondere sind die mit den geophysikalischen Methoden getrennt erfaßbaren Schichtglieder in den Abb. 4 und 5 durch das Wertepaar aus seismischer Geschwindigkeit und spezifischem elektrischen Widerstand charakterisiert und damit die geologischen Interpretationen des Textes belegt.

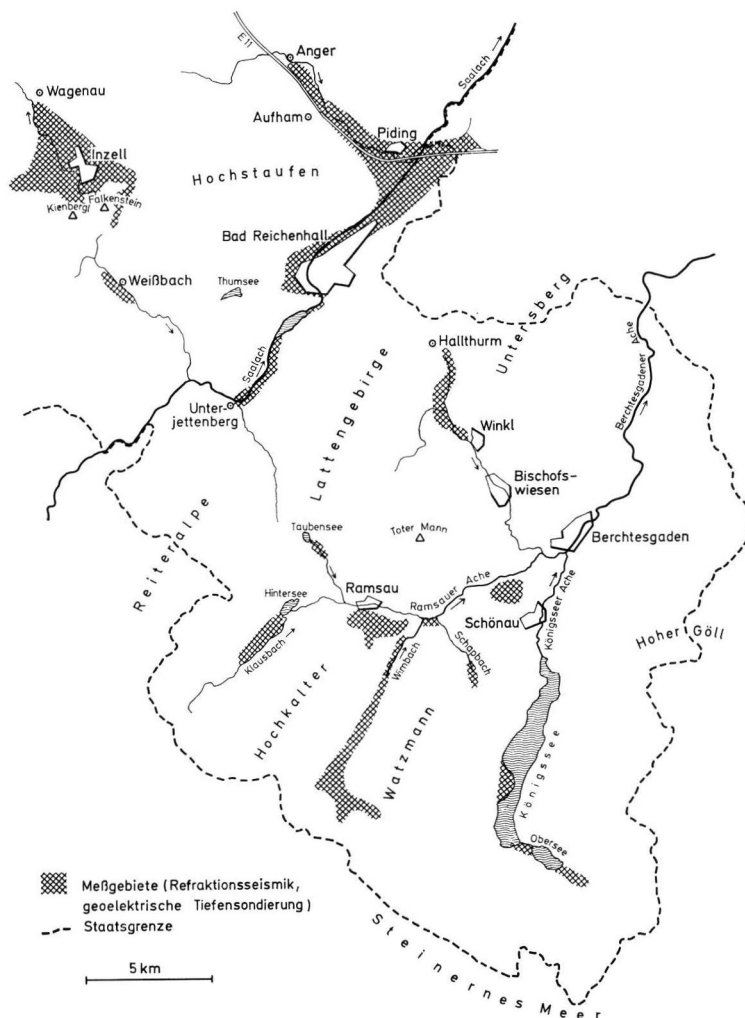


Abb. 3: Lage der geophysikalischen Meßgebiete und damit zugleich Übersicht über die Verbreitung größerer Quartärmächtigkeiten im Saalachgletschergebiet.

In den nachfolgenden Beschreibungen der einzelnen Quartärvorkommen werden die pleistozänen Eismächtigkeiten mit angeführt. Sie beruhen auf den Angaben der Würm-Eishöchststände nach DOBEN 1973 für die Gebiete östlich Inzell und der Basis der Würm-Gletscher nach den seismischen ermittelten Untergrenzen der post- bis spätglazialen Sedimente. Nach WEINHARDT 1973: 163 dürften im Bereich der Alpen die Eishöhen der verschiedenen Eiszeiten wegen der topographischen Gegebenheiten etwa gleich gewesen sein, so daß sich maximale (Präwürm-)Eismächtigkeiten aus den z. T. etwas nach oben korrigierten Würm-Eishöchstständen und der Höhenlage des Felsuntergrundes ergeben.

2.1. Das Weißbachtal und das Inzeller Becken (Abb. 4a)

Das Becken des Weißbachtals ist in den Grenzbereich des Hauptdolomits zu den im Verband darunter lagernden Raibler Schichten eingetieft. Die geophysikalischen Messungen ergaben unter dem Niveau des Weißbachs noch 50 m Quartär (schluffige Kiese) mit wahrscheinlich wegen des hohen Schluffgehaltes untypischen Geschwindigkeiten.

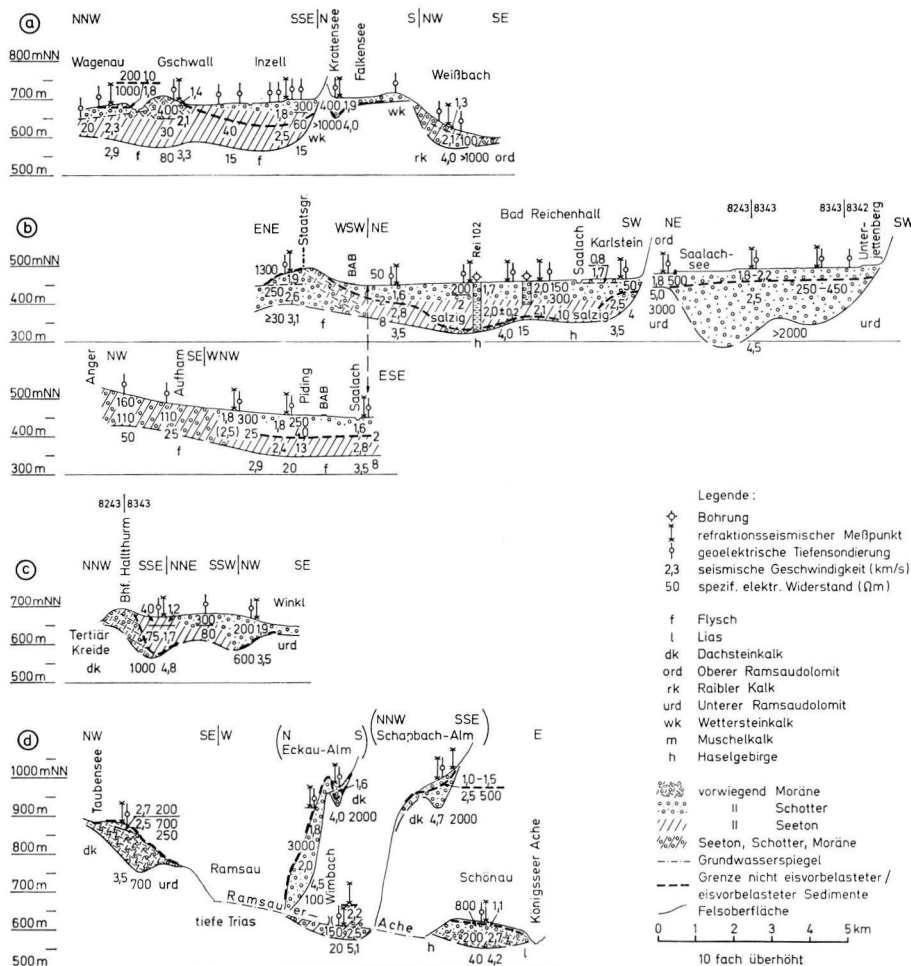


Abb. 4: Längsprofil durch das Weißbach-Inzeller Tal, das Saalachtal, das Hochtal von Hallthurm-Winkl und das Tal der Ramsauer Ache, mit der Verteilung der gemessenen km/s- und Ωm-Werte und deren glaziogeologische Interpretation.

Das Inzeller Becken liegt am Nordrand der Kalkalpen in Flyschgesteinen. Die post- bis spätglazialen Sedimente reichen bis in 60 m Tiefe und bestehen aus einer oberen Schotter- schicht mit nach N ansteigender Untergrenze zum darunterliegenden Seeton (Delta- schüttung). Sie füllen ein übertieftes Becken in einem älteren, bereits eisbelasteten Seeton aus, welcher seinerseits in einem übertieften Felsbecken abgelagert wurde. Am Becken- südrand im Bereich der kalkalpinen Gesteine taucht das Felsbecken rasch ab und erreicht in Beckenmitte bei Inzell 120—150 m Tiefe (BADER 1973: 92). Nach N steigt der Fels- untergrund langsamer bis auf 50—70 m Tiefe unter den Würm-Endmoränen und den nach N folgenden, von jungen Schottern überdeckten Rißmoränen (bei Wagenau) an.

Die pleistozänen Eismassen aus S drängten südlich des Beckens durch die Felsenge des Weißbachtals (mit einer Felsschwelle aus Wettersteinkalk) und teilten sich dann in drei Eisströme, die das Kienbergl und den Falkenstein umflossen und sich im Inzeller Becken wieder vereinigten. Die Eismächtigkeit zur Würm-Eiszeit war hier, mit maximal 600 m im Weißbachtal, 300 m am Südrand bzw. Nordrand des Inzeller Beckens, sehr gering, zur Riß-Eiszeit im Inzeller Becken um etwa 200 m größer.

2.2. Das Saalachtal und das Bad Reichenhaller Becken (Abb. 4b)

Das Saalachtal nördlich Unterjettenberg ist in den Scheitel einer Gewölbestruktur der Berchtesgadener Einheit in den Unteren Ramsaudolomit eingetieft. Es liegt hier ein 200 m tiefes Quartärbecken vor, das am SE-Ende bei Unterjettenberg durch anstehenden Fels abgeschlossen wird und nordwärts in der Felsenge am Ausgang zum Bad Reichenhaller Becken eine bis 40 m unter Flur hochreichende Felsschwelle besitzt. Die Füllung des Bek- kens besteht aus Schottern, die aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten in eine obere post- bis spätglaziale Schicht von 20—30 m Dicke und in eine mächtige eisbelastete Schicht gegliedert werden können. Im Bereich der Felsschwelle wurden etwas höhere Felsge- schwindigkeiten als am Beckengrund gemessen.

Das Bad Reichenhaller Becken liegt an einer ausgeprägten Störungszone (Überschie- bungsbahn) der Hallstätter (Decken-)Einheit im SE auf die Tirolische Einheit (Hoch- staufen) im NW. Für die Talbildung ist das salzführende Haselgebirge der Hallstätter Einheit, das auch unter dem Quartär des Bad Reichenhaller Talabschnittes liegt, als Ur- sache mit anzusehen. Hier niedergebrachte Soleaufschlußbohrungen ergaben etwa in der Mitte des Talabschnittes bis 90 m Schotter, deren Untergrenze nach den Seiten und nach N ansteigt. Über eine Übergangsschicht aus bis zu 20 m mächtigen Feinsanden wird der Schotter von Seeton unterlagert. In einer durchgehend gekernten Bohrung (Rei 102) am Übergang zum Pidinger Becken wurde in 133,5 m Tiefe unter einer 7 m mächtigen Grund- moräne des Haselgebirge erbohrt (EXLER 1979). Die gesamte quartäre Abfolge der Boh- rung ist als post- bis spätglazial einzustufen²⁾ in Übereinstimmung mit den gemessenen seismischen Geschwindigkeiten von $2,0 \text{ km/s} \pm 0,2$ (siehe Kap. 1.2., letzter Absatz). Rand- liche Messungen im Bad Reichenhaller Becken (Kiese und Seetone wegen der Soleführung geophysikalisch nicht unterscheidbar) und die Messungen im Pidinger Becken ergaben höhere Geschwindigkeiten von $2,5 \text{ km/s} \pm 0,3$ ³⁾, die auf hier noch erhaltene eisbelastete Sedimente hinweisen. Das Pidinger Becken ist nach NE durch einen Felsrücken unter Schottern mit aufliegender Moräne abgeschlossen. Nach NW dehnt sich das Becken bis etwa Aufham-Anger aus.

²⁾ s. Fußnote S. 42.

³⁾ Die geoelektrischen Tiefensondierungen und ein Teil der refraktionsseismischen Messungen (Fallgewichtseismik) wurden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Rahmen der Erkundung der Soleführung im Untergrund ausgeführt (NLfB-Berichte Nr. 74451, Sachbear- beiter: Dipl.-Phys. H. Schubart und Nr. 78152, Sachbearbeiter: Prof. Dr. J. Homilius).

Die pleistozänen Eismassen flossen von S breitflächig über das Thumseegebiet, das Saalachtal und über den Hallthurmpaß (Bischofswiesener Achen-Tal) in die Bad Reichenhaller Talweitung. Die Eismächtigkeiten betrugen im Saalachtal etwa 1000 m, im Bad Reichenhaller und im Pidinger Beckenteil etwa 900—700 m über dem Felstalboden.

2.3. Hallthurm bis Winkl (Bischofswiesener Achenental), (Abb. 4c)

Dieses Alpenquertal ist zwischen dem Lattengebirge im W und dem Untersberg im E in den Unteren Ramsaudolomit eingetieft. Das Tal mit Übertiefungen von 50 m ist vollständig mit einer post- bis spätglazialen Deltaschüttung bis 100 m Mächtigkeit von S her aufgefüllt. Die Seetonfüllung südlich Hallthurm ist von inneralpinen Kreide- und Tertiärschichten eingerahmt, die jedoch im Taltiefsten nach den geophysikalischen Messungen zumindest weitgehend ausgeräumt sind.

Die pleistozänen Eismassen kamen über die Höhen des Toten Mannes und aus dem Berchtesgadener Becken. Die Eismächtigkeiten betrugen etwa 700 m über dem Felstalboden.

2.4. Tal der Ramsauer Ache (Abb. 4d)

Dieses Alpenlängstal liegt in einer ausgeprägten Störungszone (Überschiebungsbahnen) verschiedener (Decken-)Einheiten des Kalkalpins: In der Berchtesgadener Einheit im N (Toter Mann), in der im Talbereich der Ramsau vereinzelt und bei Schönau verbreitet aufgeschlossenen Hallstätter Einheit und in der Tirolischen Einheit (Hochkalter, Watzmann, Hoher Göll) im S. Die Talbildung ist aber auch auf die weicheren Gesteine, Mergel und Tonschiefer der tieferen Trias der erstgenannten beiden Einheiten und z. T. des Lias der letztgenannten Einheit zurückzuführen.

Im Gebiet SE des Taubensees mit verbreiteter Grundmoräne wurden unter dieser noch teils kiesige quartäre Ablagerungen bis in 100 m Tiefe gefunden.

Am Nordhang des Hochkalters reichen die als interglaziale oder älter eingestuftten Schotter (GANSSE 1978) bis über 300 m über den Talboden hinauf. Die Messungen ergaben bis 150 m mächtige, wasserfreie Schotter, aus deren hoher seismischer Geschwindigkeit ebenfalls eine Eisbelastung abzuleiten ist (siehe Kap. 1.1. letzter Absatz). Selbst im Bereich der Talmündung des Wimbachtals in das Tal der Ramsauer Ache sind einige 10 m eisbelastete Schotter vorhanden.

Auf der Moränenhochfläche von Oberschönau, die 50—70 m über dem Tal der Ramsauer und der Königsseer Ache liegt, wurden unter einer geringmächtigen Überschüttung mit jungen Schottern bis zu 100 m eisbelastete Schotter und Moränen gefunden.

Am Nordhang des Watzmanns liegen in einer Karmulde der Schapbach-Alm in einer übertieften Felsmulde knapp 100 m eisbelastetes Hangschutt- und Moränenmaterial.

Die aus den Alpenquertälern des Klausbachtals, des Wimbachtals und des Königsseetals hervordrängenden pleistozänen Eismassen von 800—1000 m Dicke konnten sich im Tal der Ramsauer Ache ausbreiten. Dieser Umstand mag unter anderem Ursache für die noch erhaltenen eisbelasteten Sedimente von beachtlicher Mächtigkeit sein.

2.5. Das Klausbachtal (Abb. 5a)

Dieses Alpenquertal liegt in der gleichen geologischen Situation wie das Tal der Ramsauer Ache: In einer Störungszone zwischen der Berchtesgadener Einheit im NW (Reiteralpe), der vermuteten Hallstätter Einheit (im Talbereich verborgen unter den Talsedimen-

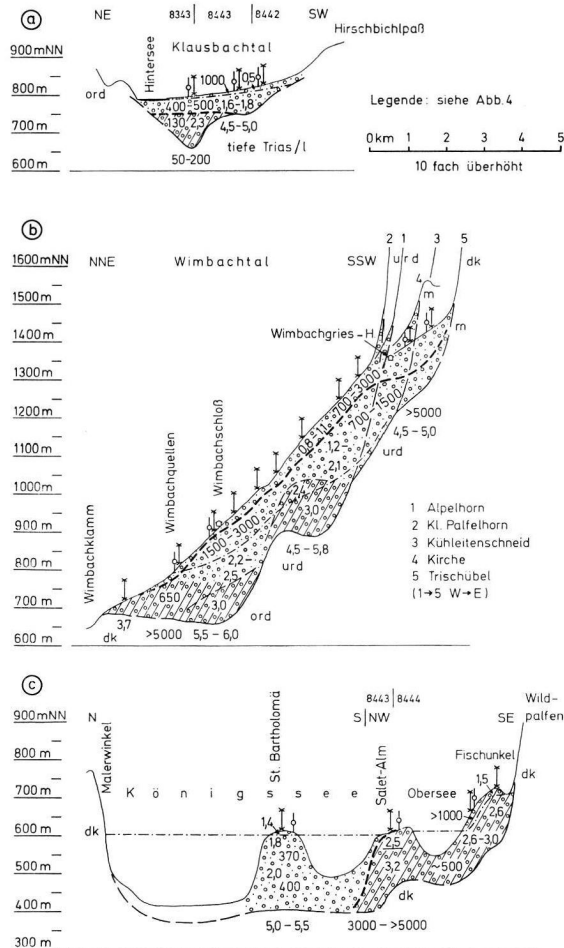


Abb. 5: Längsprofil durch das Klausbachtal, Wimbachtal und das Königssee-Obersee-Becken mit Verteilung der gemessenen km/s- und Ω m-Werte und der glaziogeologischen Interpretation.

ten) und der Tirolischen Einheit im SE (Hochkalter). Auch hier sind weichere Gesteine der tieferen Trias und des Lias mit als Ursache der Talbildung anzusehen.

Talaufwärts oberhalb des Hintersees wurden unter einer etwa 50 m mächtigen post-bis spätglazialen nicht eisbelasteten Schotterschicht noch 100 m eisbelastetes schluffiges Quartär gefunden, das in einem gegenüber der Felsbarriere aus Hallstätter Kalk und Ramsadolomit am Talausgang um 150 m übertieften Felsbecken abgelagert wurde. Als interessant ist noch zu vermerken, daß der Grundwasserspiegel, der im Hintersee zu Tage tritt, talaufwärts bis zu 10 m unter den Talboden absinkt, so daß der Klausbach hier über dem Grundwasser fließt.

Die pleistozänen Eismassen mit etwa 1000 m Dicke im Klausbachtal kamen auch aus S über den Hirschbichlpaß und flossen, eingezwängt zwischen den Wänden der Reiternalpe und des Hochkaltes, zum Taubenseegebiet, wo sie sich in verschiedenen Richtungen aufteilten.

2.6. Das Wimbachtal (Abb. 5b)

Ebenfalls ein Alpenquertal wie das Klausbachtal, ist es in den Scheitel einer Gewölbe-Struktur des Dachsteinkalkes eingegraben. Oberhalb des Wimbachschlosses liegt das Tal bereits im stratigraphisch tieferen Oberen Ramsaudolomit und im oberen Talbereich, dem Wimbachgries, im Unteren Ramsaudolomit bis Muschelkalk. In Höhe des Wimbachschlosses ist der Ramsaudolomit gegenüber dem Dachsteinkalk an Störungen stark herausgehoben; er bildet den oberen, als Großkar ausgebildeten Talabschnitt, während im Bereich des Dachsteinkalkes im unteren Talabschnitt ein typisches U-Tal mit steilen Wänden vorhanden ist. Der Schutt der Muren- bis Schuttstrom-artigen Talverschüttung (SCHLESINGER 1974) stammt im wesentlichen von der südlichen Gratkette aus Ramsaudolomit (Alpelhorn, Palfelhorn, Kühleitenschneid, Rotleitenschneid). Im gesamten Wimbachgries ist mit einem tiefliegenden Grundwasserspiegel zu rechnen, der erst am Nordende des U-Tales in den Wimbachquellen zu Tage tritt. Weiter talauswärts folgt die Wimbachklamm mit anstehendem Fels der Hallstätter Einheit, der jedoch zu beiden Seiten des Tals durch Quartär verdeckt ist. Durch Messungen westlich oberhalb der Klamm konnte ein früheres Tal größerer Breite neben der Klamm ausgeschlossen werden.

Aus dem fast geschlossenen Meßprofil im Wimbachtal ergibt sich, daß der Felstalboden talaufwärts stufenförmig ansteigt, wobei Stufenhöhe und Stufenabstand nach oben abnehmen, ebenso das Ausmaß der Übertiefungen vor den Stufenrändern. Die größte Eintiefung mit 300 m unter der heutigen Oberfläche liegt im Wimbachgries im Bereich der Talverengung beim Wimbachschloß. Hier ist ebenso wie nördlich vor der Wimbachklamm eine geringe Übertiefung in der Felstalsole von wenigen Zehnermetern vorhanden.

Es ist ein Zusammenhang zwischen den eiszeitlichen Gletscherzuflüssen aus den einzelnen Karen und den jeweils etwas talabwärts liegenden Eintiefungen bzw. Übertiefungen zu erkennen, wie er auch unter rezenten Gletschern und deren Vorfeld vielfach beobachtet wurde (VIDAL 1979: 7).

Die quartäre Talfüllung besteht aus Dolomitgrus, dem im untersten Talbereich Seekreiden in unbekanntem Ausmaß aus einem kurzfristigen Talabschluß durch Moränen eingelagert sind. Aus der Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten in der Talfüllung ergibt sich unter Berücksichtigung eines anzunehmenden Grundwasserspiegels folgende Gliederung:

1. Eine oberste, nicht eisbelastete Schicht von 0 bis 100 m Mächtigkeit (talauftwärts zunehmend);
2. eine wahrscheinlich eisbelastete Schicht von etwa 50 m Dicke mit Geschwindigkeiten von 1,0—1,5 km/s (nicht wassergesättigt, in Tiefen bis 100 m);
3. eine sicher eisbelastete Schicht mit Geschwindigkeiten $> 1,5$ km/s bzw. 2,3 km/s (nicht wassergesättigt bzw. wassergesättigt) bis in Tiefen von 150—200 m und
4. eine über den Übertiefungen im Fels liegenden Schicht mit hoher Geschwindigkeit.

Die pleistozänen Eismassen hatten im Wimbachgries keinen Zufluß aus den Zentralalpen. Auch war die Eisdicke mit 700—900 m relativ gering.

2.7. Das Königssee-Obersee-Becken (Abb. 5c)

Dieses langgestreckte Becken ist als Quertal in die Kalk- und Dolomitgesteine des generell nach N absinkenden Dachsteinkalkes und des Oberen Ramsaudolomits eingegraben. Das Königssee-Becken ist nach der Wassertiefe vor der Archenwand mindestens 200 m gegenüber der Felsbarriere am Nordende des Sees glazial übertieft. Durch den Schuttkegel von St. Bartholomä (Dolomitgrus aus dem Einschnitt zwischen Watzmann und den Ha-

chelköpfen) wird der See fast zweigeteilt. Nach den Messungen besteht der 200 m mächtige Schuttkegel durchgehend aus nicht eisvorbelastetem Material.

Zwischen Königssee und Obersee (Salet-Alm) wurden dagegen (ab Taltiefstem) bis zum Felsuntergrund in knapp 150 m Tiefe nur eisbelastete, kiesige Ablagerungen gefunden, wobei die unteren 100 m sehr hohe Geschwindigkeiten aufweisen, wie sie bisher nur für Grundmoräne gemessen wurden. Den eisbelasteten Lockersedimenten sitzen seitlich junge Schuttfächer auf.

Hinter dem Obersee wurden auf dem 100 m hohen Rücken zur hinteren Fischunkel ebenfalls eisbelastete, kiesige Sedimente bis in 150 m gemessen. Wie sich aus der Entwässerung der hinteren Fischunkel zum Obersee und im Gegensatz zum Aufstau des Obersees um 10 m über dem Königssee und den hohen Geschwindigkeiten ableiten läßt, sind die eisbelasteten Sedimente nur z. T. wasserdurchlässig und deshalb insgesamt als Moränen-artig anzusprechen.

Die pleistozänen Eismassen kamen vorwiegend vom Hochplateau des Steinernen Meeres und erreichten im Oberseebecken 1500 m Mächtigkeit, die auf 1200 m am Nordende des Königssees abnahm.

3. Glaziologische Folgerungen

3.1. Schurfarbeit der Würm-Gletscher

Mit den geophysikalischen Methoden und vereinzelt durch Bohrungen wurden zahlreiche eisbelastete Lockersedimentvorkommen in Talabschnitten der bayerischen Alpen und in Würm-Moränengebieten des bayerischen Alpenvorlandes nachgewiesen, die von den spätglazialen lokalen Gletschervorstößen sicher nicht mehr erreicht wurden (BADER 1978, 1979; FRANK 1979; JERZ et al. 1979). In unserem Untersuchungsgebiet des Saalachgletschers mit zuströmenden und abzweigenden Eisströmen liegen solche eisbelastete Vorkommen im Weißbachtal und Inzeller Becken, im Saalachtal und im Bad Reichenhaller und Pidinger Becken und im Tal der Ramsauer Ache. Von den Alpenquertälern des Klausbachs, des Wimbachs und des Königssees ist es nicht sicher, ob sie im Spätglazial nochmals oder wiederholt mit Eis gefüllt wurden. Zumindest für das Wimbachtal, das in 700 m bis 1400 m NN liegt, muß dies in Betracht gezogen werden. Die hier vorgefundene Geschwindigkeitsverteilung nach der Tiefe mit der nicht sicher einzuordnenden Schicht mit 1,0—1,5 km/s (nicht wassergesättigt) und etwa 50 m Mächtigkeit könnte auf eine lokale Vergletscherung im Wimbachtal im Spätglazial mit geringen Eismächtigkeiten zurückzuführen sein.

Trotz einer gewissen Verfälschungsmöglichkeit durch Eisbelastung von Lokalgletschern des Spätglazials müssen die meisten eisbelasteten Quartärvorkommen als von den Eisströmen der Würmeiszeit nicht erodierte Lockersedimente eingestuft werden. Es muß deshalb davon ausgegangen werden, daß die Würm-Vereisung nur die eigenen Vorstoßschotter und spätrißglazialen Sedimente ganz, teilweise oder überhaupt nicht ausschürfte, nicht jedoch eine merkliche Schurfarbeit am Felstalboden leistete. Im Gegensatz hierzu stehen die glazial erosiv übertieften Becken im Falstalboden, die — gemessen an der höchsten nachfolgenden Felsschwelle — beachtliche Tiefen auch im harten Kalkfels erreichen.

3.2. Ursachen der glazialen Übertiefungen im Felstalboden

Als glazialer Übertiefungsbetrag wird in dieser Arbeit die Übertiefung unter das präpleistozäne tiefst-mögliche fluviatile Niveau gerechnet, welches durch das Niveau der höchsten Felsschwellen in der Felstalsohle bestimmt wird. Im Untersu-

chungsgebiet und in westlich anschließenden früher untersuchten Gebieten Südbayerns sind diese Schwellen überwiegend unter dem Talquartär verborgen. Einige dieser Schwellenhöhen sind erbohrt (Sylvensteinenge, Felsenge bei Eschenlohe), die meisten jedoch geophysikalisch ermittelt, wobei eine eventuell vorhandene Klamm, wie sie in der Sylvensteinenge erbohrt wurde, nicht erkannt werden kann. Eine weitere Unsicherheit tritt bei der Festlegung des präpleistozän tiefst-möglichen fluviatilen Niveaus auf, wenn die Eintiefungen im Felstalboden am rückwärtigen Talende mit größerem Gefälle des rezenten Talbodens liegen, wie im Untersuchungsgebiet im Weißbachtal mit 3 ‰ und im Wimbachtal mit 10 ‰ und in den rückwärtigen Talschlüssen, wie im Wimbachgries (pleistozänes Kar) und im Oberseebecken. Hier wurden z. T. weit über der Horizontalen (in Höhe der talauswärts nächst gelegenen Schwelle) liegende glaziale Übertiefungsbeträge angenommen.

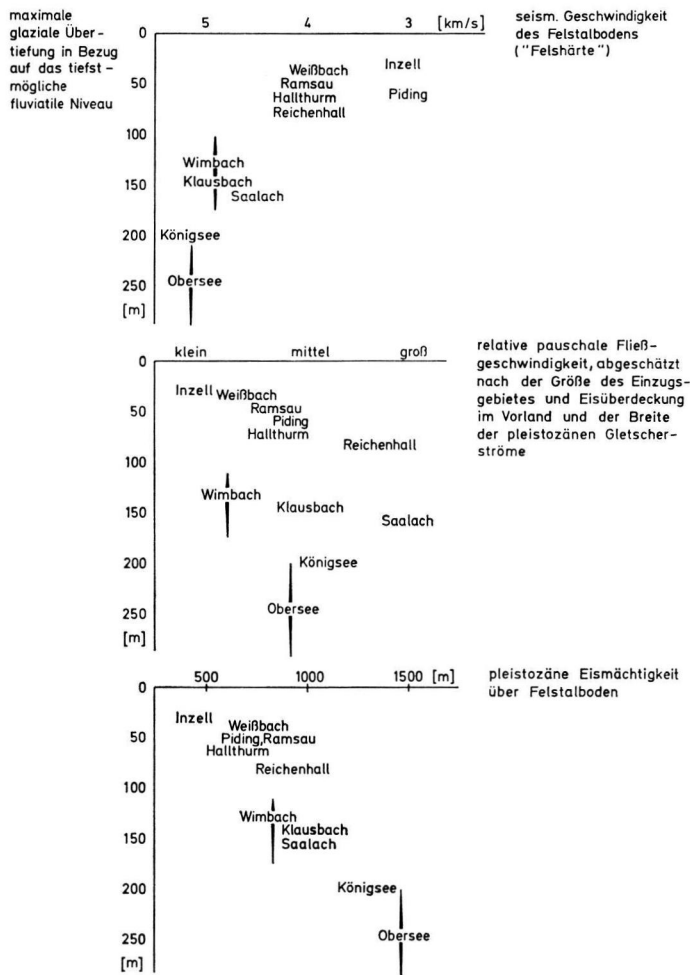


Abb. 6: Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletschergebiet in Abhängigkeit a) von der Härte des Felsbettes, b) von der pauschalen Fließgeschwindigkeit der Eisströme und c) von der Eismächtigkeit im Pleistozän.

Ohne den Bezug der Übertiefungen auf das oben definierte fluviatile Niveau, das im Nährgebiet der pleistozänen Vereisungen generell steiler ist als im Zehrgebiet, kommt man zu einer Unterschätzung der glazialen Übertiefungen im Nährgebiet und findet wie v. HUSEN 1979: 20 die großen glazial übertieften Wannen bevorzugt im Zehrgebiet. Als hochglaziale Schneegrenze muß aber ein Wert von < 1500 m NN aufgrund der Lokalvergleiterschung angenommen werden. Damit liegen die größten glazialen Übertiefungen im bayerischen Teil des Alpennordrandes (BADER 1979: 54), das Becken zwischen Vorderriß und Sylvenstein (Isartal) und das Becken zwischen Farchant und Eschenlohe (Loisachtal), noch innerhalb des Nährgebietes, wie auch die größte erbohrte Übertiefung im Salzburger Becken (3 km südöstlich Hallein, v. HUSEN 1979: 11).

Setzt man die bekannten glazialen Übertiefungen der Alpentäler des gesamten bayerischen Alpennordrandes in Beziehung zur geologisch-morphologischen Situation, so findet man die großen glazialen Übertiefungen auch nicht an die Talbereiche mit pleistozänen Gletschern gebunden. Ihre Lage wird vielmehr durch das Auftreten von Schwellen in der Felstalsole festgelegt, wobei die Lage der Schwellen mit wenigen Ausnahmen im Bereich von mehr oder weniger stark ausgeprägten Talverengungen liegen. Die hier aufgeschlossenen Gesteinsschichten bestehen meist erkennbar aus härteren Gesteinen. So werden die Talverengungen und Schwellen im Untersuchungsgebiet aufgebaut z. B. von härteren Schichten des Unteren Ramsaudolomits (5,0 km/s an der Talenge gegenüber 4,5 km/s am Beckengrund) am Talausgang des Saalachtales südlich Bad Reichenhall, von den härteren Schichten des Hallstätter Kalkes und des Unteren Ramsaudolomits (gegenüber den weicheren Schichten der tieferen Trias und des Lias) am Talausgang des Klausbachtals und den härteren Kalkschichten des Dachsteinkalkes (gegenüber dem brüchigen Ramsaudolomit) am Talausgang des Wimbachtals und des Königssees.

Daß jedoch Härteunterschiede nicht direkt die ausschlaggebende Ursache für die Bildung der großen Übertiefungen sein können, sondern andere — mit der Gesteinshärte über die Morphologie gekoppelte — Ursachen, wie Fließgeschwindigkeit und Mächtigkeit des Eisstromes, wirksamer sind, ergibt sich aus Abb. 6a. Auch die pauschale Fließgeschwindigkeit des Eisstromes kann, wie sich aus der Bildung von Schwellen bevorzugt im Bereich von Talverengungen ableiten läßt, nicht als die am stärksten wirksame Ursache für die großen Übertiefungsbeträge sein (Abb. 6b). Jedoch wird man der lokalen Kriechgeschwindigkeit des Eises an der Grenze zum Gestein eine ausschlaggebende Rolle zubilligen.

Die Eismächtigkeit dagegen zeigt eine strenge Beziehung zur Größe der glazialen Übertiefung (Abb. 6c), die den Schluß zuläßt, daß die Eismächtigkeit — von den pauschal faßbaren — die wirksamste Größe für Bildung der großen Übertiefungen ist. Hinzu kommt, daß die Eismächtigkeit mit dem Übertiefungsvorgang zunimmt, also eine sich selbst verstärkende Wirkungsgröße darstellt.

Die Eismächtigkeit allein als sozusagen potentielle Wirkungsgröße leistet natürlich erst bei einer gewissen lokalen Kriechgeschwindigkeit des Eises über der Gesteinsoberfläche eine Schurfarbeit, die je nach Felshärte zu einem mehr oder weniger großen Gesteinsabtrag führt. Die 3 Wirkungsgrößen Eismächtigkeit, Kriechgeschwindigkeit und Felshärte bestimmen demzufolge in starker Abhängigkeit voneinander das Ausmaß der glazialen Exaration. Es ist anzunehmen, daß die lokale Kriechgeschwindigkeit an der Eisstromuntergrenze im Bereich von Hindernissen wie Talengen und starken Talkrümmungen (Extrembeispiel: Klamm im Bereich eines Talversatzes) erniedrigt ist und gegen Null gehen kann. Der Eisstrom wird diesen Hindernissen ausweichen, indem seine tiefen Eismassen nach oben drängen und zu höheren Fließgeschwindigkeiten im oberen Teil des Eisstromes führen. Dies ist neben der meist erkennbar vorhandenen größeren Felshärte

eine weitere Ursache für die Verknüpfung der Felsschwellen mit Talengen und starken Talkrümmungen. Die Übertiefungen liegen aus diesem Grunde vornehmlich in den geraden und schwach gekrümmten Talabschnitten. Der Exarationsbetrag im Bereich der Übertiefungen zeigt also die normale, ungehinderte Schürfleistung eines Eisstromes an, welcher allerdings erst durch die Felsschwellen in der Felstalsole als ein Mindestbetrag ablesbar wird.

Bemerkenswert ist noch, daß es eine Begrenzung der Übertiefung geben wird, da mit zunehmender Übertiefung zwar die Eismächtigkeit wächst, aber damit auch die lokale Kriechgeschwindigkeit am Boden durch die Querschnittsvergrößerung des Eisstromes abnimmt.

4. Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1973): Geophysikalische Untersuchungen, in: DOBEN, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell: 91—94; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 49—61; Hannover.
- & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseeal (Oberes Allgäu). — *Geol. Jb.*, **A 46**: 25—45; Hannover.
- DEPPERMAN, K., FLATHE, H., HALLENBACH, F. & HOMILIUS, J. (1961): Die geoelektrischen Verfahren der angewandten Geophysik, in: BENTZ, A.: *Lehrbuch der Angewandten Geologie*, Kap. 4.4: 718—804; Stuttgart (Enke).
- DOBEN, K. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell. — München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- EXLER, H. J. (1979): Der unterirdische Abfluß von Sole im Quartär des Reichenhaller Beckens. — *Geol. Jb.*, **C 22**: 51—71; Hannover.
- FLATHE, H. & HOMILIUS, J. (1973): Geophysik. — in: SCHNEIDER, H.: *Die Wassererschließung*, Kap. 4: 201—373; Essen (Vulkan-Verlag).
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers, neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den alpinen Tälern, im Gebiet des „Murnauer Schotter“ und im „Tölzer Lobus“. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 77—99; Hannover.
- GANSS, O. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Nr. 667 Bad Reichenhall. — München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HUSEN, D. VON (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 9—22; Hannover.
- JERZ, H. (1979): Das Wolfratshausener Becken und seine glaziale Anlage und Übertiefung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 63—69; Hannover.
- , BADER, K. & PRÖBSTL, M. (1979): Zum Interglazialvorkommen von Samerberg bei Nußdorf am Inn. — *Geologica Bavarica*, **80**: 65—71; München.
- SCHLESINGER, B. (1974): Über die Schutteinfüllung im Wimbachgries und ihre Veränderung. — *Münchener Geograph. Abh.*, **14**: 74 S.; München.
- VIDAL, H. (1979): Glaziale Übertiefung unter rezenten Gletschern und deren Vorfeld. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 5—8; Hannover.
- WEINHARDT, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpen Nordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina. — *Heidelb. Geogr. Arb.*, **38**: 158—178; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 8. 8. 1980.